



**You have downloaded a document from
RE-BUS
repository of the University of Silesia in Katowice**

Title: Topoklimat Płaskowyżu Rybnickiego w świetle niektórych elementów bilansu cieplnego

Author: Jolanta Radosz

Citation style: Radosz Jolanta. (2007). Topoklimat Płaskowyżu Rybnickiego w świetle niektórych elementów bilansu cieplnego. "Acta Geographica Silesiana" ([T.] 1 (2007), s. 45-51).



Uznanie autorstwa - Użycie niekomercyjne - Bez utworów zależnych Polska - Licencja ta zezwala na rozpowszechnianie, przedstawianie i wykonywanie utworu jedynie w celach niekomercyjnych oraz pod warunkiem zachowania go w oryginalnej postaci (nie tworzenia utworów zależnych).



UNIwersYTET ŚLĄSKI
W KATOWICACH



Biblioteka
Uniwersytetu Śląskiego



Ministerstwo Nauki
i Szkolnictwa Wyższego

Jolanta Radosz

Uniwersytet Śląski, Wydział Nauk o Ziemi, ul. Będzińska 60, 41-200 Sosnowiec

TOPOKLIMAT PŁASKOWYZU RYBNICKIEGO W ŚWIETLE NIEKTÓRYCH ELEMENTÓW BILANSU CIEPLNEGO

Радосъ Й. **Топоклиматические условия Рыбницкого плато на основании избранных составных теплового баланса.** Цель статьи – показать дифференциацию топоклиматических условий на территории Рыбницкого плато. На основании архивных картографических материалов и анализа литературных источников выявлено влияние использования земли и рельефа местности на структуру теплового баланса выделенных поверхностей. Проанализированы величины альбедо (табл. 1), суммы поглощенного излучения и их отклонения при дифференцированном рельефе (табл. 2). Табл. 3 демонстрирует ход теплового баланса в пределах различных экосистем для периодов года, на основании данных за 1995–2000 годы. Сравнение факторов теплового баланса и их значений (W/m^2) позволяет определить долю поверхностей с преобладанием теплового обмена путем эвапорации с конвекцией тепла. Анализы были выполнены на основании коэффициента Бовена (табл. 4).

Radosz J. **The Rybnik Plateau topoclimate considering some heat balance elements.** This elaboration's aim is to show topoclimate's differentiation in the area of the Rybnik Plateau. Effect of land use and relief on a heat balance structure of the chosen area is presented on basis of the archival cartographic materials and subject literature. The albedo values (tab. 1), absorbed radiation sums, as well as their deviation at different relief (tab.2) were undergone the analysis. Table 3 presents data, collected from 1995 to 2000, related to a seasonal course of the heat balance elements for the various ecosystems. Comparison of the heat balance factors given in the tables and their values (W/m^2) let to determine participation of surfaces with domination of heat exchange through evaporation over surfaces with convectional heat exchange. This analysis was made on basis of the Bowen coefficient (tab. 4).

Zarys treści

Celem pracy jest określenie zróżnicowania topoklimatu na obszarze Płaskowyżu Rybnickiego. Na podstawie archiwalnych materiałów kartograficznych oraz analizy literatury przedmiotu przedstawiono wpływ użytkowania ziemi i rzeźby terenu na strukturę bilansu cieplnego wydzielonych powierzchni. Analizie poddano wartości albedo (tab. 1), sumy promieniowania pochłoniętego oraz ich odchylenia przy zróżnicowanej rzeźbie (tab. 2). Tabela 3 przedstawia dane zebrane w latach 1995–2000, dotyczące sezonowego przebiegu bilansu cieplnego w różnych ekosystemach.

W opracowaniu podjęto próbę określenia wpływu urzeźbienia, wilgotności gruntu oraz użytkowania ziemi na zróżnicowanie warunków topoklimatycznych Płaskowyżu Rybnickiego. Dyskusja nad zagadnieniem została przeprowadzona na podstawie publikowanych i niepublikowanych materiałów dotyczących wybranych elementów klimatu mezoregionu (analogiczną problematykę omawiają też: KOZŁOWSKA-SZCZĘSNA, KRAWCZYK i BŁAŻEJCZYK, 1983). Szczególnie przydatne oka-

zały się wszelkie materiały kartograficzne, w tym mapy i atlasy poświęcone składnikom bilansu cieplnego, jak również skonstruowana przez autorkę mapa topoklimatów Płaskowyżu Rybnickiego.

Omawiany mezoregion, liczący 850 km² powierzchni, cechuje się intensywnym urzeźbieniem, wyrażonym w funkcjonowaniu licznych rozcięć erozyjnych w obrębie pokryw lessowych oraz strefy krawędziowej doliny Odry. Wierchowiny w pasie płaskowyżu lessowego i wysoczyzny rybnickiej, o rzędnej 270–280 m n.p.m. mają charakter garbów, pagórów, izolowanych płatów o wąskich grzbietach. Na linii Racibórz–Rybnik–Żory wyznaczają strefę zasięgu występowania lessów, poza którą rozprzestrzeniają się utwory fluwio-glacialne, a w części północnej i skrajnie południowej – glacialne. Akumulacyjne pokrywy ekstraglacialne, zalegające na rzędnych 250–280 m n.p.m. wzdłuż szerokich dolin Odry, Wisły, Olzy, Rudy, Bierawki, tworzą szereg rozległych płatów wyznaczonych o przebiegu NW–SE (*Mapa geologiczna...*, 1979). Wraz z dolinami rzecznyymi zajmują około 62% powierzchni omawianego obszaru. Szerokie doliny głównych rzek regionu (Odra, Ruda), przebiegają z SE na NW, podczas gdy

mniejsze rzeki i potoki, jak np. Sumina, Lesznica, Szotkówka, Piotrówka, Potok Bujakowski płyną w obrębie węższych dolin, najczęściej o kierunku SW–NE (DWUCET, 1986).

Maksymalne deniwelacje występują w środkowej i zachodniej części płaskowyżu lessowego, zwłaszcza w strefie krawędziowej doliny Odry (85 m), także w niektórych odcinkach dolin (np. Szotkówki). Na pozostałym obszarze amplituda tych wysokości mieści się w przedziale 30–45 m, za wyjątkiem wschodniej części, należącej do zlewni Pszczynki. Równie ważnym elementem jest gęstość sieci dolinnej, wyraźnie malejąca w kierunku wschodnim, co ma bezpośredni związek z wyżej położoną bazą erozyjną Wisły niż Odry. Przejawia się to także w charakterze dolin, zaliczanych do płytkich dolin nieckowatych, najczęściej o długości około 400 m, głębokości 3–10 m i zboczach nachylonych pod kątem zaledwie 3–7°. Obok nich funkcjonują również często rozgałęzione, głębokie nieraz do 20 m, podmokłe doliny denudacyjne, których zbocza o nachyleniu do 20° cechują się profilem wklęsło-wypukłym. Największą gęstością tego typu form cechuje się strefa krawędziowa oraz południowo-wschodnia płaskowyżu.

Na tak urozmaiconym obszarze należy spodziewać się zróżnicowanych warunków termicznych. Jak wykazali GREGORCZUK i ŻYCYŃSKI (1978), w ciągu dnia najcieplej jest zazwyczaj nad powierzchniami wyniesionymi, pozbawionymi zwartej pokrywy leśnej, eksponowanymi na padające promienie słoneczne. W przypadku omawianego makroregionu takich miejsc jest niewiele i ograniczają się one do fragmentów niezalesionych, leżących w sektorze NE–NW zboczy doliny Lecznicy i licznych małych dolinek, wyerodowanych w utworach lessowatych. Ich niezalesione dna wypełnione są przez piaski, pyły piaszczyste, muły, torfy oraz glinki napływowe (DWUCET, 1986). Temperatura o godzinie 13 przekracza tutaj 15,6°C. Nieco niższa temperatura została stwierdzona nad szerokimi, wypełnionymi aluwiami dolinami, między innymi Szotkówki, Lesznicy, Syrynki, Rudy, przyczyny czego należy upatrywać w odmiennych warunkach wilgotnościowych. Temperatura tych miejsc, o wartości nie przekraczającej 15,5°C, jest podobna jak na dowietrznych stokach o zróżnicowanej ekspozycji (SE–SW lub NW–NE). Przeprowadzona interpolacja (GREGORCZUK, ŻYCYŃSKI, 1978) dowiodła, że temperatura nad tymi obszarami wynosi około 14,6°C. Najniższe temperatury powietrza (poniżej 13,5°C) występowały w dzień w dnach zalesionych dolin oraz nad Zbiornikiem Rybnickim. Natomiast o temperaturze po-

wietrza obszarów o małym, nie przekraczającym 5° nachyleniu, a zwłaszcza płaskich powierzchni decydują, obok wilgotności gleb, również jej właściwości fizyczne, głównie porowatość, odpowiedzialna za przewodnictwo cieplne i pojemność cieplną (LAZAR, 1977).

Nocą dna dolin większych rzek: Olzy, Szotkówki, Lesznicy, Rudy, Bierawki i Potoku Bujakowskiego oraz znacznie węższych, najczęściej zalesionych dolin ich dopływów są obszarami o najniższych temperaturach, których średnia wieloletnia wartość mierzona o godzinie 21 wynosiła poniżej 7,3°C. W dolnych partiach zboczy wąskich dolin wciętych w płaskowyż lessowy oraz rozcinających jego krawędź temperatura wahała się w przedziale 7,3–9,3°C. Obszarami cieplejszymi są górne partie garbów, wzniesień wysoczyzny rybnickiej i płaskowyżu lessowego, do których należą wzniesienia między innymi w okolicach Pszowa, Gorzyc, Wodzisławia Śląskiego, Jastrzębia Zdroju. Natomiast miejscami, dla których wyliczona temperatura przekracza 11°C są najwyższe partie tych stoków i zboczy. One to stanowią obszary źródłowe dla chłodnego powietrza spływającego i stagnującego w obniżeniach terenu. Zatem dominacja form wklęsłych w obrębie Płaskowyżu Rybnickiego skutkuje w nocy większą powierzchnią obszarów chłodniejszych w stosunku do równin (55%), czego nie obserwuje się podczas dni pogodnych (3% obszarów chłodniejszych w ogólnej powierzchni).

Saldo promieniowania słonecznego Płaskowyżu Rybnickiego, jak każdego innego obszaru, uzależnione jest w sposób najistotniejszy od albedo powierzchni czynnej, która wykazuje tutaj pewne uporządkowanie pod względem struktury użytkowania. Część północna i wschodnia, zdominowana przez lasy należące do kompleksu Lasów Pszczyńskich, wyraźnie odbiega od pozostałych powierzchni. Wprawdzie większe skupiska leśne zachowane są również fragmentarycznie w innych częściach płaskowyżu, lecz nie tworzą one już tak zwartych kompleksów, jak wzdłuż Rudy. Lesistość części północnej i wschodniej kształtuje się na poziomie 32%, podczas gdy w zachodniej nie przekracza 13%, a w gminach południowych – 10%. Przeważają tu bory sosnowe różnych typów, z przewagą boru świeżego, lokalnie z domieszką drzew liściastych. Z badań nad klimatem lasu wynika, iż w leśnych zbiorowiskach iglastych występuje duża ekstynkcja promieniowania, co w konsekwencji prowadzi do zmniejszenia amplitudy temperatury i zwiększenia wilgotności względnej (OBREBSKA-STARKŁOWA, 1967). Jak wykazano (OLSZEWSKI, ŻARNO-

WIECKI, 1995), charakterystyczną cechą różnych borów jest ich podobieństwo pod względem termicznym. Amplituda temperatury w terenie otwartym wynosi $0,6^{\circ}\text{C}$, zaś w lesie – zaledwie $0,1^{\circ}\text{C}$. Takiego podobieństwa nie obserwuje się w przypadku wilgotności względnej, która w samym lesie wykazuje zróżnicowanie: od 81,6% (bór sosnowy świeży) do 78,3% (bór bagienno) i niespeł-

na 76% w terenie otwartym. Jak wykazał KĘDZIORA (1995), miesięczne wartości strumienia promieniowania pochłoniętego przez las iglasty, przy współczynniku albedo $\alpha = 0,15$ (tab. 1), kształtują się w zachodniej części Polski od 125 W/m^2 w kwietniu do 186 W/m^2 w czerwcu i 63 W/m^2 w październiku.

Tabela 1. Wartości albedo (w %) wydzielonych powierzchni czynnych w półroczu ciepłym (Kędziora i in., 1992)
Table 1. Albedo values (in %) of separated active surfaces in a warm half-year (Kędziora et al., 1992)

Powierzchnia czynna	Miesiące							
	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X
Grunty orne	18	19	20	22	23	20	19	19
Łąki i pastwiska	20	20	21	23	21	23	20	21
Lasy iglaste	11	13	15	15	15	15	15	12
Lasy liściaste	15	16	18	20	20	20	20	17
Nieużytki	17	17	17	18	18	18	17	17
Wody	9	7	7	6	7	7	8	11
Zabudowa wiejska	25	25	25	24	24	24	25	25
Zabudowa miejska	30	30	30	30	30	30	30	30

Pozostały obszar, z wyjątkiem terenów zurbanizowanych i uprzemysłowionych, zaliczany jest do gruntów orných, przy czym w części środkowej mezoregionu należą one do kompleksu żytynego, w części południowej – do kompleksu pszennego. Niewielkie powierzchnie zajęte są pod użytki zielone. Wartości albedo dla zielonych roślin wynoszą od $\alpha = 20$ na początku i w końcu okresu wegetacyjnego – do $\alpha = 23$ w jego pełni (tab. 1). W związku z tym strumień promieniowania pochłoniętego osiąga w kwietniu 113 W/m^2 , 168 W/m^2 w czerwcu oraz 100 W/m^2 w październiku.

Spośród wszystkich powierzchni czynnych najniższymi wartościami albedo, kształtującymi się przez całe ciepłe półrocze na poziomie $\alpha = 7$ charakteryzuje się woda, która pochłania strumień energii o gęstości od 138 W/m^2 w kwietniu do 205 W/m^2 w czerwcu i zaledwie 69 W/m^2 w październiku.

Całkowitym przeciwieństwem powierzchni wodnych są obszary zabudowy wiejskiej, miejskiej oraz wszelkie antropogeniczne formy wypukłe (tab. 1). Współczynnik ten na obszarach zabudowanych przez okres półroczu ciepłego utrzymuje tę samą wysoką wartość (25% i 30%) (KĘDZIORA, 1995).

Na podstawie rozkładów sporządzonych przez GREGORCZUKA i ŻYCZYŃSKIEGO (1978) można przeprowadzić próbną klasyfikację salda promieniowania krótkofalowego dla różnych form powierzchni terenu (tab. 2).

Pierwsza grupa topoklimatów obejmuje obszary o konwekcyjnej wymianie ciepła, w obrębie których saldo promieniowania cechuje się dodatnimi odchyleniami w dzień. Urozmaicona rzeźba

o deniwelacjach sięgających 30–85 m jest przyczyną dużych wartości turbulencyjnego strumienia ciepła jawnego, jednak jego gęstość jest uzależniona od ekspozycji, warunkujących otrzymywane przez nie sumy promieniowania pochłoniętego. W związku z powyższym, na omawianym obszarze wyróżnia się następujące podtypy w tej kategorii topoklimatu: o dodatnich oraz ujemnych odchyleniach strumienia ciepła jawnego w nocy. Przewaga strumienia jawnego w dzień ma miejsce w obrębie stoków o ekspozycji południowej, nachylonych powyżej 10° , które otrzymują podwyższone sumy promieniowania podczas całego roku, a zwłaszcza w okresie zimy, w tym przypadku o 50% (tab. 2). Rozmieszczenie przestrzenne powierzchni o takim topoklimacie jest powszechne, lecz zajmują one sumarycznie niewielki obszar Płaskowyżu Rybnickiego. Występują zarówno w obrębie stoków w utworach lessowych i lessopodobnych płaskowyżu lessowego, jak i wzgórz rybnickich oraz dolnych biegów Szotkówki i Lesznicy utworzonych w piaszczysto-zwirowo-gliniastych utworach lodowcowych.

Można tu też prawdopodobnie zaklasyfikować antropogeniczne formy wypukłe, o charakterze zwałowisk pokopalnianych, szeroko rozprzestrzenionych w środkowej i południowej części płaskowyżu. Są to formy pozbawione środowiska roślinnego i glebowego, nie mające również kontaktu z wodami gruntowymi. Budulcem ich jest czarna, luźna skała o bardzo dużej zdolności pochłaniania promieniowania słonecznego. W związku z tym czynniki radiacyjny i termiczny odgrywają tu wiodącą rolę w kształtowaniu bilansu cieplnego tych form, przy niemal zupełnie nieistotnej roli czynnika wilgotnościowego, a zatem i parowania.

Strukturę bilansu cieplnego powyższych powierzchni prawdopodobnie najlepiej odzwierciedla bilans ugoru. Z analizy tab. 3 wynika, iż w lip-

cu jawny strumień ciepła o średniej wartości -58 W/m^2 stanowi niemal największą składową rozchodową salda promieniowania, a w przypadku

Tabela 2. Średnie sumy promieniowania pochłoniętego (w MJ/m^2) oraz ich odchylenia w stosunku do obszaru równinnego na Płaskowyżu Rybnickim (w %)

Table 2. Average sums of absorbed radiation (MJ/m^2) and their deviations in relation to the plain area on the Rybnik Plateau (%) (Gregorcuk, Życzyński, 1978; changed by Jolanta Radosz)

Powierzchnia czynna	I		IV		VII		X		Rok	
	Σ	odchylenie	Σ	odchylenie	Σ	odchylenie	Σ	odchylenie	Σ	odchylenie
Stok N	<3,3	<-25	<6,3	-1	<44,4	-1	<16,7	-2	<21,3	-4
Wierzcho-wina, równiny	3,8-4,2	0-25	6,7-8,7	1-5	44,4-45,6	1-3	21,8-22,2	1-10	21,8-22,2	1-5
Stok S	4,6 -5,0	26-50	33,5-34,3	6-10	46,0-46,9	4-6	18,8-20,1	11-20	22,6-23,4	6-10
Stok S spadek 10°	>5	>50	>34,3	>10	>46,9	>6	>20,1	>20	>23,4	>10

(Źródło: Gregorcuk, Życzyński, 1978 – zmienione)

Tabela 3. Sezonowy bieg składników bilansu cieplnego oraz stosunki między nimi dla wybranych form użytkowania powierzchni (Kędziora, 1995; Kapuściński, 2000)

Table 3. Seasonal course of heat balance elements and relations between them for chosen forms of land use (Kędziora, 1995; Kapuściński, 2000)

Ekosystem	Okres	Składniki bilansu cieplnego W/m^2				Stosunki - Ratios			
		Rn	LE	S	G	LE/Rn	S/Rn	G/Rn	S/LE
Ugór	III-V	63	-34	-19	-10	-0,54	-0,30	-0,16	0,56
	VII	126	-62	-58	-6	-0,49	-0,46	-0,0	0,93
	IX	48	-24	-24	0	-0,58	-0,58	0	0,95
Uprawy	III-V	61	-42	-13	-6	-0,69	-0,21	-0,10	0,31
	VII	117	-97	-15	-5	-0,82	-0,13	-0,04	0,15
	IX	-47	-22	-22	3	-0,48	-0,48	0,006	0,76
Las iglasty	III-V	68	-50	-16	-3	-0,74	-0,24-0,31	-0,04	0,32
	VII	107	-72	-33	-2	-0,67	-0,29	-0,02	0,46
	IX	55	-37	-16	-2	-0,67	-0,04	-0,04	0,43
Las liściasty	III-V	66	-47	-15	-3	-0,71	-0,23--	-0,05	0,32
	VI	99	-83	-14	-2	-0,84	0,14	-0,02	0,17
	IX	49	-40	-8	-2	-0,82	-0,16	-0,04	0,20
Łąka	III-V	61	-44	-11	-6	-0,72	-0,18	-0,10	0,25
	VII	117	-96	-8	-3	-0,82	-0,06	-0,030	0,21
	IX	43	-35	-9	1	-0,81	-0,21	0,02	0,021
Woda	III-V	75	-40	-24	-11	-0,53	-0,32	-0,15	0,60
	VI	120	-89	-17	-14	-0,74	-0,14	-0,12	0,19
	IX	63	-59	7	-10	-0,94	0,11	-0,16	-0,12
Zabudowa wiejska	III-V	58	-30	-20	-8	-0,52	-0,34	-0,14	0,67
	VII	92	-43	-43	-6	-0,47	-0,47	-0,07	1,00
	IX	44	-21	-18	-4	-0,48	-0,41	-0,09	0,86
Zabudowa miejska	III-V	53	-25	-18	-11	-0,47	-0,34	-0,21	0,72
	VII	82	-35	-36	-11	-0,43-0,42	-0,44-0,37	-0,13	1,00
	IX	38	-16	-14	-8			-0,21	0,88

Tabela 4. Klasyfikacja powierzchni na podstawie wartości stosunku Bowena (Kędziora i in., 1992, zmienione)

Table 4. Classification of surfaces based on the Bowen ratio (Kędziora et al., 1992, changed by Jolanta Radosz)

Wartość stosunku Bowena β	Nazwa klasy
$\beta < 0$	skrajnie ewaporacyjna
$0 < \beta < 0,2$	silnie ewaporacyjna
$0,2 < \beta < 0,4$	ewaporacyjna
$0,4 < \beta < 0,6$	ewaporacyjno-konwekcyjna
$0,6 < \beta < 0,8$	konwekcyjna
$0,8 < \beta < 1$	silnie konwekcyjna
$\beta > 1$	skrajnie konwekcyjna

zwałowisk – przypuszczalnie również przez większą część roku, gdyż poza promieniowaniem nie jest on uzależniony od pozostałych czynników. Najlepszym odzwierciedleniem typu wymiany

energii tych powierzchni jest współczynnik Bowena, którego wartość, kształtująca się wg KĘDZIORY (1995) na poziomie 0,93, pozwala zaklasyfikować je do obszarów silnie konwekcyjnych lub – przez KAPUŚCIŃSKIEGO (2000) – nawet skrajnie konwekcyjnych (tab. 3, 4).

Na obszarach zalesionych, stanowiących około 21% w ogólnej powierzchni Płaskowyżu Rybnickiego, rozpowszechniony jest topoklimat o przewadze strumienia ciepła utajonego w dzień. Biorąc pod uwagę fakt, że jego gęstość osiąga $\frac{3}{4}$ strumienia salda promieniowania, zatem utajone ciepło parowania jest największą składową rozchodową bilansu cieplnego (PASZYŃSKI, MIARA,

SKOCZEK, 1999). Jest prawidłowością, że na siedliskach wilgotnych strumień ciepła w pierwszej kolejności wykorzystywany jest na parowanie, a mniej energii zostaje zużyta na ogrzanie podłoża. Jak podkreśla KĘDZIORA (1995), zasada parowania stanowi swoistą regułę w przyrodzie. Obszary leśne zużywają od 80–90% energii na parowanie, a 10–20% – na ogrzanie powietrza oraz gleby (KĘDZIORA, TAMULEWICZ, 1990; KĘDZIORA i in., 1992). Jak wykazał KAPUŚCIŃSKI (2000), przy saldzie promieniowania wynoszącym 90 W/m^2 strumień ciepła utajonego w lesie iglastym w ciepłej porze roku osiąga średnią wartość -63 W/m^2 , podczas gdy strumień ciepła jawnego -24 W/m^2 , a w podłożu zaledwie -3 W/m^2 . Stosunek parowania do salda promieniowania kształtuje się zatem w sezonie wegetacyjnym na poziomie 0,71, podczas gdy w ciągu roku w Polsce środkowozachodniej zwiększa swoją wartość do 0,83. Ponieważ podobna wartość została uzyskana przez OLEJNIKA (1996) dla dorzecza Menu oraz wcześniej przez KIRCHNERA (1984) dla Bawarii, wskaźnik – ten być – może odzwierciedla również warunki Płaskowyżu Rybnickiego. Topoklimat lasu jeszcze wyraźniej charakteryzuje współczynnik Bowena, czyli stosunek strumienia ciepła jawnego do utajonego. Otóż dla lasów iglastych w sezonie wegetacyjnym kształtuje się on na poziomie 0,32–0,45 (KAPUŚCIŃSKI, 2000), przez co zaliczany jest do typu ewaporacyjnego lub ewaporacyjno-konwekcyjnego (tab. 3, 4). Ten typ topoklimatu rozpowszechniony jest głównie w części północnej i wschodniej Płaskowyżu Rybnickiego. Wraz z udziałem drzew liściastych pojawia się jego modyfikacja, wyrażona przede wszystkim większą gęstością strumienia promieniowania i mniejszą wartością stosunku strumienia ciepła jawnego do utajonego w porze wegetacji (0,20; tab. 3), wynikiem czego jest przypisanie go do typu silnie ewaporacyjnego (KAPUŚCIŃSKI, 2000; tab. 4).

Do omawianego podtypu topoklimatu zaliczono również tereny z uprawami okopowymi i zbożowymi na glebach brunatnych, lecz w innym położeniu morfologicznym, bo na wierzchowinie. Ich reżim termiczny niewiele odbiega od reżimu panującego w lesie, bowiem i tutaj większa ilość energii jest spożytkowana na parowanie. W sezonie wegetacyjnym strumień ciepła jawnego dla upraw zbożowymi wynosi od -15 W/m^2 i wzrasta do -22 W/m^2 po żniwach, utajonego od -97 W/m^2 do -22 W/m^2 , podczas gdy strumień salda promieniowania maleje od 117 W/m^2 w lipcu do 47 W/m^2 we wrześniu (KAPUŚCIŃSKI, 2000). Zatem stosunek strumienia ciepła utajonego do

salda promieniowania wynosi średnio 0,72, co oznacza, że 71–75% salda promieniowania pochłania parowanie z pól uprawnych: najmniej na polu pszenicy, najwięcej na polu z rzepakiem. I odwrotnie: na ogrzanie pola pszenicy wykorzystanych zostaje powyżej 30% tej energii, natomiast rzepaku poniżej 30% (KĘDZIORA, 1995). Ponieważ współczynnik Bowena dla tej powierzchni kształtuje się od 0,35, przez 0,19 do 0,57 (KAPUŚCIŃSKI, 2000), zatem obszary te cechuje bardzo zróżnicowany typ wymiany ciepła: od ewaporacyjno-konwekcyjnej w początkowym okresie sezonu wegetacyjnego, przez ewaporacyjną w jego pełni, aż do ponownie konwekcyjnej (tab. 3, 4.).

Odminną grupę stanowią topoklimaty, których cechą podstawową są przeciętne wartości strumienia salda promieniowania podczas dnia. Kryterium morfologiczne oraz wilgotnościowe siedlisk umożliwiło ich zróżnicowanie na obszary o dodatnich, przeciętnych oraz ujemnych odchyleniach wartości strumienia ciepła jawnego w nocy. Mieszczą się tu zatem zarówno obszary płaskie, wierzchowinowe, jak i terasy nadrzeczne oraz dna niektórych dolin. Znaczną część podłoża Płaskowyżu Rybnickiego stanowią porowate i suche lessy, przy zwiększonym udziale części ilastych przechodzące w gleby średnio zwarte, podobnie jak piaszczysto-żwirowe utwory wodnolodowcowe, zdeponowane głównie w zlewni Rudy (LANGHAMER, 1990). Stopień ich zwartości w większym lub mniejszym stopniu sprzyja inwersjom termicznym oraz występowaniu lokalnych przymrozków. Z kolei zalegające po obu stronach dolnych odcinków dolin Lesznicy i Szotkówki nieporowate gliniaste utwory lodowcowe wykazują duże uwilgotnienie, przeciwdziałające tworzeniu się przyziemnych inwersji temperatury. Szczególnym przykładem są obszary o ujemnych odchyleniach tego strumienia w nocy, a należą do nich nie omawiane wcześniej formy dolinne. Występowanie poziomów terasy nadzalewowej z roślinami polnymi oraz zalewowej z charakterystyczną dla niej roślinnością szuwarową lub łąkową warunkuje odmienne udziały strumienia ciepła. O ile topoklimat wyższego z tych poziomów wyróżnia przewaga strumienia ciepła jawnego nocą, o tyle w kształtowaniu topoklimatu poziomu niższego większą rolę odgrywa przewodzenie ciepła w glebie. Wykazano, że wartość strumienia ciepła glebowego nie przekracza latem 5% salda promieniowania, jednak w sposób istotny zaznacza się jego udział zarówno na początku, jak i na końcu okresu wegetacyjnego (KAPUŚCIŃSKI, 2000). W marcu wykorzystywa-

ne jest 29% salda promieniowania przez ten strumień, który o gęstości -9 W/m^2 płynie w głąb gleby. Jesienią jest on najważniejszym składnikiem bilansu cieplnego, gdyż płynie ku powierzchni o gęstości przekraczającej -10 W/m^2 , wykorzystując aż 60% salda promieniowania. W ekosystemie tym średnia wartość stosunku Bowena w sezonie wegetacyjnym wynosi 0,17, zatem na ogrzewanie powietrza przeznaczane jest zaledwie 17% tej energii, co na parowanie, co pozwala obszary te zaliczyć do silnie ewaporacyjnych (KĘDZIORA, 1995; tab. 3, 4).

Kolejną grupę topoklimatów reprezentują obszary o ujemnych odchyleniach salda promieniowania w dzień. Ich wspólną cechą jest niska temperatura powierzchni czynnej (PASZYŃSKI, MIARA, SKOCZEK, 1999). Spadek wartości temperatury jest następstwem ich niekorzystnego położenia, a kierunki odchylenia strumienia ciepła jawnego wynikają z usytuowania bądź w dolnych partiach zboczy, bądź we wszystkich formach wklęsłych. Spływające nocą zimne powietrze z okolicznych wierzchołków ku szerokim, otwartym dolinom w strefie krawędziowej albo jest swobodnie odprowadzane, albo tworząca się warstwa inwersyjna nie sięga powyżej 1/4 wysokości zboczy. Górna partia stoków, o ile nie jest porośnięta lasem, jest cieplejsza, o dodatnim odchyleniu strumienia ciepła jawnego. Jednak większość dolin, a zwłaszcza tych wyciętych we wnętrzu płaskowyżu ma utrudniony odpływ zimnego powietrza, między innymi poprzez jej krętość lub przewężenia, co skutkuje niską termiką zboczy nieraz aż do 2/3 ich wysokości. Również większość zboczy dolin omawianego regionu porośniętych jest lasem, co stanowi dodatkowy czynnik oziębiający poprzez dominujący udział strumienia parowania w ich bilansie cieplnym. Ponieważ w zdecydowanej większości podmokłe dna głębokich wąwozów są siedliskiem lasów stanowiących ograniczenia w przepływie powietrza, panują tu skrajnie niekorzystne warunki termiczne, wyrażone poprzez ujemną wartość strumienia ciepła jawnego. Biorąc pod uwagę współczynnik Bowena można stwierdzić, iż są to miejsca o topoklimacie skrajnie ewaporacyjnym (tab. 3, 4). Omówione formy i ich siedliska mają znaczący udział w omówionych podtypach topoklimatu Płaskowyżu Rybnickiego.

Topoklimaty o dodatnich wartościach strumienia jawnego w dzień i ujemnych nocą przypisane powierzchniom wodnym, cechują najwyższe wartości niemal wszystkich strumieni energii w stosunku do powierzchni wcześniej omówionych. Elementem różnicującym jest udział strumienia

ciepła przewodzenia, o wartościach od -10 W/m^2 wiosną do -14 W/m^2 jesienią, kiedy to następuje odwrócenie jego kierunku wraz z ciepłem płynącym z głębszych warstw wody ku powierzchni czynnej. Straty energii wywołane zużyciem przez strumień ciepła jawnego wynoszą w tym ekosystemie 24%, 10% wykorzystuje na ogrzanie głębszych warstw wody strumień ciepła przewodzenia, a parowanie z wolnej powierzchni pochłania 65% salda promieniowania. Biorąc pod uwagę wartość współczynnika Bowena (0,37; tab. 3, 4), powierzchnie te zalicza się do ewaporacyjnych, lecz w porównaniu z obszarami leśnymi straty na parowanie są w tym ekosystemie mniejsze o około 25%. W przypadku Płaskowyżu Rybnickiego nie można wskazywać tej powierzchni za dominującą, jednak nie należy pomijać jej w powyższych rozważaniach.

Ich przeciwieństwo stanowią powierzchnie o topoklimacie kształtowanym przez strumienie ciepła antropogenicznego. Z tab. 3 wynika, iż żaden z ekosystemów nie posiada tak wysokiej wartości współczynnika Bowena, jak ma to miejsce w przypadku powierzchni zurbanizowanych i uprzemysłowionych. Wykorzystują one na ogrzanie powietrza nawet 100% energii, w związku z powyższym, zgodnie z tab. 4 zalicza się je do powierzchni skrajnie konwekcyjnych. Podobna sytuacja ma miejsce nad ugorami i najprawdopodobniej nad zwałowiskami, które to, będąc powierzchniami suchymi, nie wykorzystują energii na parowanie, lecz na ogrzewanie. Warto zwrócić również uwagę na stosunek ciepła przewodzenia do salda promieniowania, który wykazuje duże i zbliżone wartości w ekosystemach ugorowanych i zurbanizowanych. Powierzchnia nieużytków stanowi około 22% w ogólnej powierzchni Płaskowyżu Rybnickiego z czego około 5,5% to powierzchnie wodne (MACHOWSKI, RZĘTAŁA, 2006). Zatem antropogeniczne powierzchnie o konwekcyjnej wymianie ciepła obejmują około 15,5%.

PODSUMOWANIE

1. Wykazano, iż na zróżnicowanych morfologicznie powierzchniach Płaskowyżu Rybnickiego odchylenia średnich sum promieniowania wynoszą od -1 do 50% wartości sum obszaru płaskiego.
2. Najwyższe odchylenia mają miejsce zimą, na mocno nachylonych stokach południowych, najmniejsze wiosną na stokach północnych.
3. Wartości sum promieniowania pochłoniętego dla stoków południowych osiągają do 120%

sum salda dla obszarów płaskich i do 95% tego salda na stokach północnych w okresie wiosennym.

4. Obszary rozcięte erozyjnie, o niskim współczynniku Bowena zaklasyfikowane zostały do silnie lub skrajnie ewaporacyjnych.
5. Obszary leśnych zbiorowisk iglastych, w zależności od struktury bilansu cieplnego kwalifikują się do obszarów ewaporacyjno-konwekcyjnych lub ewaporacyjnych, podczas gdy grądy – do silnie ewaporacyjnych.
6. Powierzchnie wodne, o mniejszych stratach salda na parowanie niż w lasach są powierzchniami ewaporacyjnymi.
7. Do powierzchni skrajnie konwekcyjnych zaliczone zostały powierzchnie zurbanizowane oraz zwałowiska powęglowe.
8. Analiza wartości strumieni ciepła oraz stosunki pomiędzy nimi pozwoliły na stwierdzenie, że na ponad 70% powierzchni Płaskowyżu Rybnickiego wymiana ciepła zachodzi na drodze ewaporacyjnej.

LITERATURA

- Caputa Z., 2002: Struktura bilansu promieniowania na wybranych powierzchniach czynnych Wyżyny Śląsko-Krakowskiej (masz. pracy doktorskiej w KK UŚ). Sosnowiec): 182 s.
- Caputa Z., Leśniok M., 2002/2003: Zróżnicowanie mikroklimatyczne w świetle bilansu promieniowania słonecznego na przykładzie Ojcowskiego Parku Narodowego. *Prace Muz. Szafera*, 13, Prądnik: 7–31.
- Dwucet K., 1986: Zróżnicowanie rzeźby na tle litologii utworów pyłowych Płaskowyżu Rybnickiego. UŚ, Katowice.
- Gminy w Polsce w 1996 r.. GUS, Warszawa, 1998
- Gregorczuk M. Życzynski H., 1978: Analiza warunków mezo-klimatycznych Płaskowyżu Rybnickiego. *Archiwum Ochrony Środowiska*, 3–4, Ossolineum: 165–207.
- Grzybowski J., 1990: Próba wyróżnienia typów topoklimatu na obszarze Polski. W: Grzybowski J.: (red.): *Problemy współczesnej topoklimatologii*. Conf. Papers. IGi PZ PAN, Warszawa: 34–40.
- Kapuściński A., 2000: Struktura bilansu cieplnego powierzchni czynnej na tle warunków klimatycznych środkowozachodniej Polski. *Rocz. AR w Poznaniu. Rozpr. Naukowe*, 303: 249 s.
- Kędziora A., 1995: Podstawy agrometeorologii. PWRiL, Poznań: 80–116; 221–244.
- Kędziora A., Olejnik J., Kapuściński A., Moczko J., 1992: Obliczanie obszarowej struktury bilansu cieplnego i wodnego na przykładzie zlewni Wrześnicy. W: Ryszkowski A., Bałazy S. (red.): *Wybrane problemy ekologii krajobrazu*, Mat. konf., Poznań: 40–60.
- Kędziora A., Tamulewicz J., 1990: Bilans cieplny. W: Ryszkowski A., Marcinek J., Kędziora A. (red.): *Obieg wody i bariery biogeochemiczne w krajobrazie rolniczym*. Zakład Badań Środowiska Rolniczego i Leśnego PAN, Poznań: 47–57.
- Kirchner M., 1984: Influence of different land use on some parameter of energy and water balance. *Progress in Biometeorology*, vol. 3.
- Kozłowska-Szczęśna T., Krawczyk B., Błażejczyk K., 1983: Warunki bioklimatyczne południowego obrzeża Górnośląskiego Okręgu Przemysłowego. *Geographia, studia et dissertationes*, 7, UŚ, Katowice: 7–67.
- Machowski R., Rzętała M., 2006: Wyżyna Śląska i jej obrzeżenie jako "pojezierze antropogeniczne". *Wszechświat*, 107, 1–3: 45–50.
- Mapa geologiczna Polski, skala 1:200 000, ark. Cieszyn, Gliwice. IG, Warszawa, 1979.
- Miara K., Paszyński J., Grzybowski J., 1987: Zróżnicowanie przestrzenne bilansu promieniowania na obszarze Polski, *Przegl. Geogr.*, 59, 4: 487–509.
- Obrębska-Starkłowa B., 1967: Badania mikroklimatyczne w rezerwacie lipowym „Obrożyska” w Miliku koło Muszyny. *Ochrona Przyrody*, 32. PAN, Karków: 277–358.
- Olejnik J., 1996: Modelowe badania struktury bilansu cieplnego i wodnego zlewni w obecnych i przyszłych warunkach klimatycznych. *Rocz. AR w Poznaniu, Rozpr. Nauk.*, 268: 124 s.
- Olszewski J. L., Żarnowiecki G., 1995: Zróżnicowanie klimatu ekosystemów leśnych. W: Krawczyk B., Błażejczyk K. (red.): *Współczesne badania klimatologiczne*. Conf. Papers, 23. IGiPZ PAN, Warszawa: 144–160.
- Paszyński J., Skoczek J., 1989: Struktura bilansu cieplnego upraw rolniczych. *Rocz. AR w Poznaniu*, 201, Melioracje, 8. Materiały Sesji „Mikroklimat i parowanie terenowe”: 25–30.